



Análises Geomorfológicas do Platô de Teresópolis e da Serra do Mar, RJ, com o Auxílio de Seppômen e ASTER GDEM e sua Relação aos Tectonismos Cenozoicos
Geomorphological Analyses of the Teresópolis Plateau and Serra do Mar Cliff, State of Rio de Janeiro, Brazil with the Help of Summit Level Technique and ASTER GDEM, and its Relation to the Cenozoic Tectonism

José Ribeiro Aires ¹; Akihisa Motoki ^{2*}; Kenji Freire Motoki ³;
Daigo Freire Motoki ³ & Juliana Gonçalves Rodrigues ²

¹ PETROBRAS/ABASTECIMENTO, Av. Chile, 65, sala 1902, Centro, 20035-900, Rio de Janeiro RJ

² Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea, Rua São Francisco Xavier 524, Bloco A, Sala 4023, Maracanã, 20550-990, Rio de Janeiro, RJ.

³ Universidade Federal Fluminense, Departamento de Geologia.

Avenida General Milton Tavares de Souza s/n, 4 andar, Grajoatá, 24210-340, Niterói, RJ.

E-mails: aires@petrobras.com.br; rochasornamentais@yahoo.com.br;

kenji_dl@hotmail.com; diagofreire@hotmail.com; jg.uerj@gmail.com

Recebido em: 21/02/2012 Aprovado em: 06/03/2013

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2012_2_105_123

Resumo

Este trabalho apresenta análises geomorfológicas do Platô de Teresópolis, a escarpa da Serra do Mar e as áreas adjacentes, RJ, com o auxílio da técnica de *seppômen* e os dados topográficos de satélite ASTER GDEM e, sua relação ao tectonismo cenozoico. De acordo com o mapa de *seppômen* da grade de 4 km, a área estudada é dividida em três domínios geomorfológicos, a Baixada Fluminense (**RJL**), a escarpa da Serra do Mar (**SMS**) e o Platô de Teresópolis (**TRH**). A Baixada Fluminense, que corresponde à área do Graben de Guanabara, é constituída pelas planícies de depósitos aluvionares e as áreas de morros baixos que expõem o embasamento metamórfico. Os limites entre essas são bruscos e lineares, sugerindo existência de falhas e grabens pequenos. Os topos destes morros estão quase na mesma altitude, constituindo uma superfície de *seppômen* com altitude aproximada de 100 m. Os mapas de *seppômen* das grades de 4 km e 2 km apresentam que o topo da escarpa da Serra do Mar tem altitude aproximada de 1300 m e, portanto esta falha normal tem desnível de 1200 m. A escarpa tem direção de N75°E e é dividida em segmentos de 15 km a 30 km de comprimento. Em certas localidades da escarpa, observa-se a morfologia de megadeslizamento. O Platô de Teresópolis é inclinado à N30°W com a declividade média de 0.9°. Os sistemas de drenagens no platô apresentam três orientações, N60°E, N10°E e N75°W. Ao longo do Rio Paraíba do Sul, ocorre uma depressão morfológica linear com 20 km de largura e profundidade relativa de 300 m, sugerindo presença de um graben raso. Sobre o Platô de Teresópolis, ocorrem três alinhamentos de saliências morfológicas orientados em N50°E, com altura relativa máxima de 900 m. Os histogramas de distribuição altimétrica para as superfícies de *seppômen* sugerem que essas são inselbergs remanescentes antes do movimento da falha da escarpa do Serra do Mar. As falhas normais e os sistemas de fraturas do Cenozoico desta área são frequentemente discordantes com a estrutura do embasamento. Este fenômeno é explicado pelo modelo de reativação das estruturas do manto litosférico, e não, da crosta continental.

Palavras-chave: Platô de Teresópolis; Serra do Mar; *seppômen*; GDEM; BAZ; tectonismo Cenozoico

Abstract

This paper presents geomorphological analyses of the Teresópolis Plateau, the Serra do Mar Cliff, and the adjacent areas, State of Rio de Janeiro, Brazil, with the help of summit level technique using ASTER GDEM satellite topographic data, and its relation to the Cenozoic tectonism. According to the summit level map of the grid of 4 km, the studied area is divided into three geomorphologic domains, Rio de Janeiro Lowland (**RJL**), Serra do Mar Scarp (**SMS**), and Teresópolis Highland (**TRH**). The Rio de Janeiro Lowland, which corresponds to the Guanabara Graben area, is constituted by alluvial deposit planes and the areas of low hills that expose the metamorphic basement. Their limits are sharp and linear suggesting existence of small faults and grabens. The tops of the low hills are almost at the same altitude, constituting a summit level surface with approximate altitude of 100 m. The summit level maps of the grid of 4 km and 2 km show that the top of the Serra do Mar Scarp is of approximate altitude of 1300 m, and therefore, this normal fault has displacement of about 1200 m. The scarp strikes N75°W and divided into the segments of 15 km to 30 km in length. At some localities on the halfway of the scarp, mega-landslide morphology is observed. The Teresópolis highland is tilted to N30°W with mean dip of 0.9°. The drainage systems on the plateau shows three orientations, N60°E, N10°E and N75°W. Along the Paraíba do Sul River, there is a morphologic depression of 20 km wide and 300 m deep, suggesting presence of a shallow graben. On the Teresópolis Highland, there are three alignments of morphologic protrusions oriented to N50°E, with relative height up to 900 m. The height distribution diagrams for the summit level surfaces suggest that they should be remnant inselbergs before the fault movement of the Serra do Mar Scarp. The Cenozoic normal faults and the fracture systems of this area are often discordant with the basement structure. This phenomenon is explained by the model of the reactivation of the structures of the lithospheric mantle, and not of the continental crust.

Keywords: Serra do Mar Cliff; Teresópolis Highland; summit level map; GDEM; BAZ; Cenozoic tectonism

1 Introdução

Movimentos tectônicos jovens estão registrados na morfologia atual e, portanto descrições morfológicas são essenciais para estudos de tectonismos cenozoicos. O mapa de *seppômen* (*summit level map*) é uma técnica geomorfológica que reproduz a morfologia do passado antes da erosão por drenagens, desta forma, é um instrumento eficiente para esta finalidade. No Brasil a importância do conceito fundamental de *seppômen* já tinha sido apontado por Almeida & Carneiro (1998) e Zalán & Oliveira (2005), apesar de que eles não utilizavam este termo.

Esta técnica foi introduzida ao Brasil, na forma quantitativa, nos últimos anos (*e.g.* Motoki *et al.*, 2008a; Couto *et al.*, 2012) e reproduz a paleogeomorfologia de grande escala a partir da morfologia detalhada do presente. É útil para reconstituição de paleosuperfície (*e.g.* Motoki *et al.*, 2009a) e determinação do movimento vertical de falhas ativas (*e.g.* Deffontaines *et al.*, 1994; Riis,

1996; Martin, 1966; Huzita & Kasama, 1977; Ferhat *et al.*, 1998; Kühni & Pfiffener, 2001; Sato & Raim, 2004). É importante também para reconstituição de edifício vulcânico erodido (*e.g.* Vilaro *et al.*, 1996; Malengreau *et al.*, 1999; Rust *et al.*, 2005; Okuma *et al.*, 2009), estudos geomorfológicos de condutos subvulcânicos e avaliação da resistência erosiva de maciços (Motoki *et al.*, 2012a).

Na região litorânea dos estados do Rio de Janeiro, ocorre a escarpa com altura relativa maior do que 800 m, denominada a Serra do Mar. Acima da escarpa, ocorrem áreas de platô. A escarpa é considerada como originada de movimento vertical da falha normal, formada pelo tectonismo da separação continental do Oceano Atlântico (Almeida & Carneiro, 1998; Silva, T.M., 2002). O tectonismo continuou até o Eoceno (Riccomini *et al.*, 2004; Zalán & Oliveira, 2005).

Os autores realizaram análises morfológicas do platô de Teresópolis, a Serra do Mar na área e as áreas adjacentes da região central do Estado do Rio

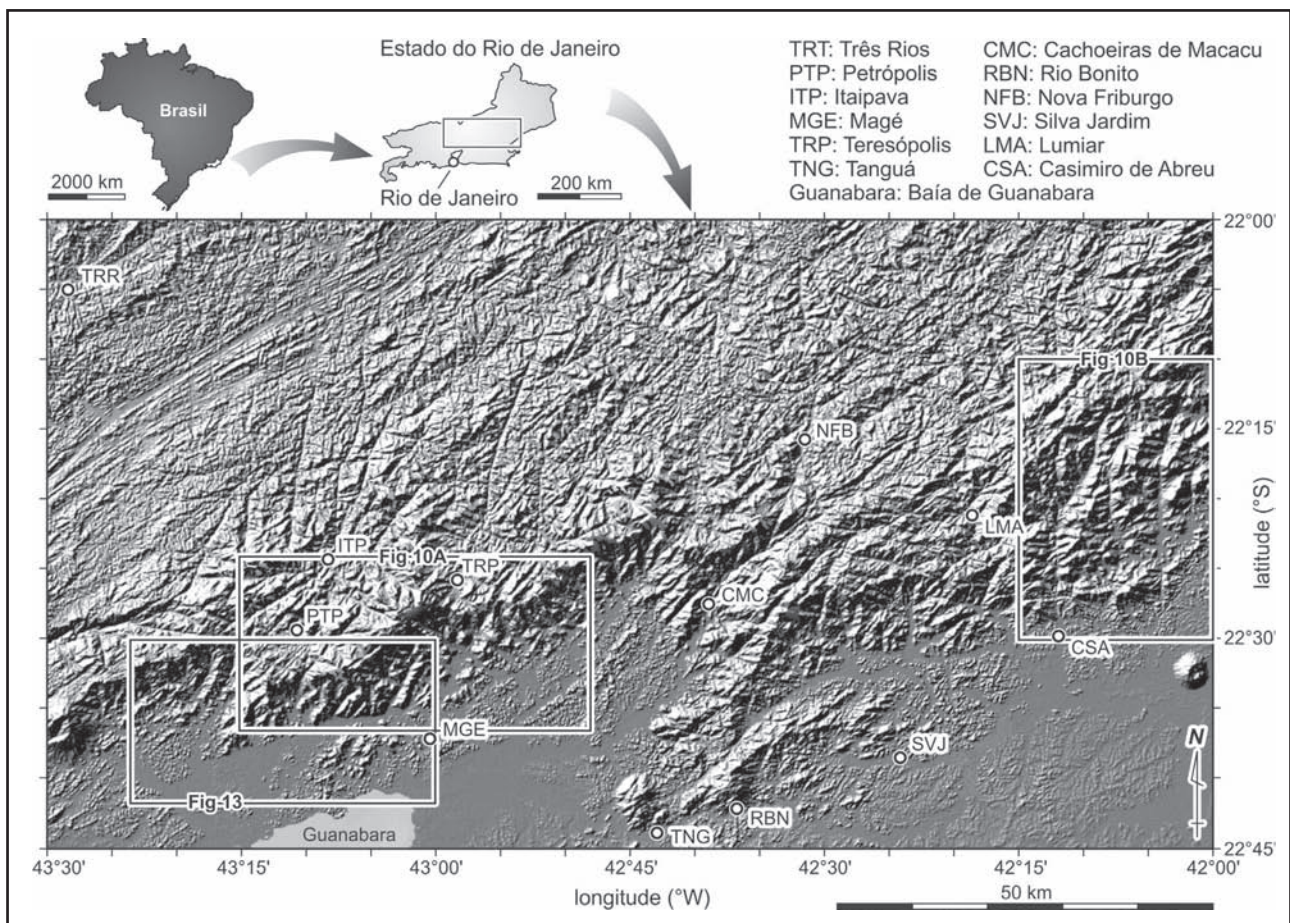


Figura 1 Mapa índice da região da Serra do Mar e do Platô de Teresópolis, Estado do Rio de Janeiro, com base nos dados topográficos do ASTER GDEM moderados por SRTM. As quadras Fig 10A, Fig 10B e Fig 13 indicam as áreas das respectivas figuras.

de Janeiro (Figura 1), com o auxílio da técnica de *seppômen*. Este trabalho relata os resultados e sua relação aos movimentos tectônicos cenozoicos.

2 Metodologias

O presente trabalho adota a técnica de *seppômen* com base nos dados topográficos confeccionada pelo componente ASTER da satélite TERRA. As fotografias aéreas e imagens de satélites apresentam morfologias detalhadas, porém não demonstram altitudes absolutas. Ao contrário, os mapas de *seppômen* não apresentam os detalhes de feições morfológicas, porém demonstram alturas quantitativas. Neste sentido, essas são as metodologias de caráter complementar.

O mapa de *seppômen* é elaborado por seguintes etapas (Figura 2): 1) Dividir o mapa topográfico em pequenas áreas quadradas por uma grade de intervalo definido; 2) Marcar o ponto mais alto de cada área quadrada; 3) Confeccionar um novo mapa topográfico utilizando-se somente os pontos culminantes.

No caso de um mapa de *seppômen* de uma grade fina, as drenagens estreitas são seletivamente preenchidas e as drenagens de grande largura

são preservados. A superfície reconstituída corresponde à paleogeomorfologia detalhada do passado relativamente recente. De acordo com o aumento do intervalo, a *seppômen* reproduz a paleogeomorfologia do passado mais remoto, porém menos detalhada (Figura 2C). De acordo com a passagem do tempo, ou seja, conforme o aumento do intervalo da grade, as informações geomorfológicas do passado remoto diminuem.

O *seppômen* S1 da Figura 2C é elaborado com base da grade grossa de 2 km e reproduz bem a forma original da penneplanície elevada. Porém, não consegue distinguir os movimentos verticais das falhas ativas em detalhes, com movimentos individuais da falha F1 e F2. Por outro lado, o *seppômen* S2, da grade fina de 500 m, determina os movimentos individuais da falha F1 e falha F2, bem como o *knickpoint* relativo à falha F1. Por outro lado, a reprodução da penneplanície elevada é incompleta. Desta forma, a seleção do intervalo adequado da grade é um fator importante.

Os dados topográficos para mapas de *seppômen* são originados de altimetria por satélite. As bases de dados são SRTM e GDEM. O governo norte americano disponibilizou os dados topográficos com

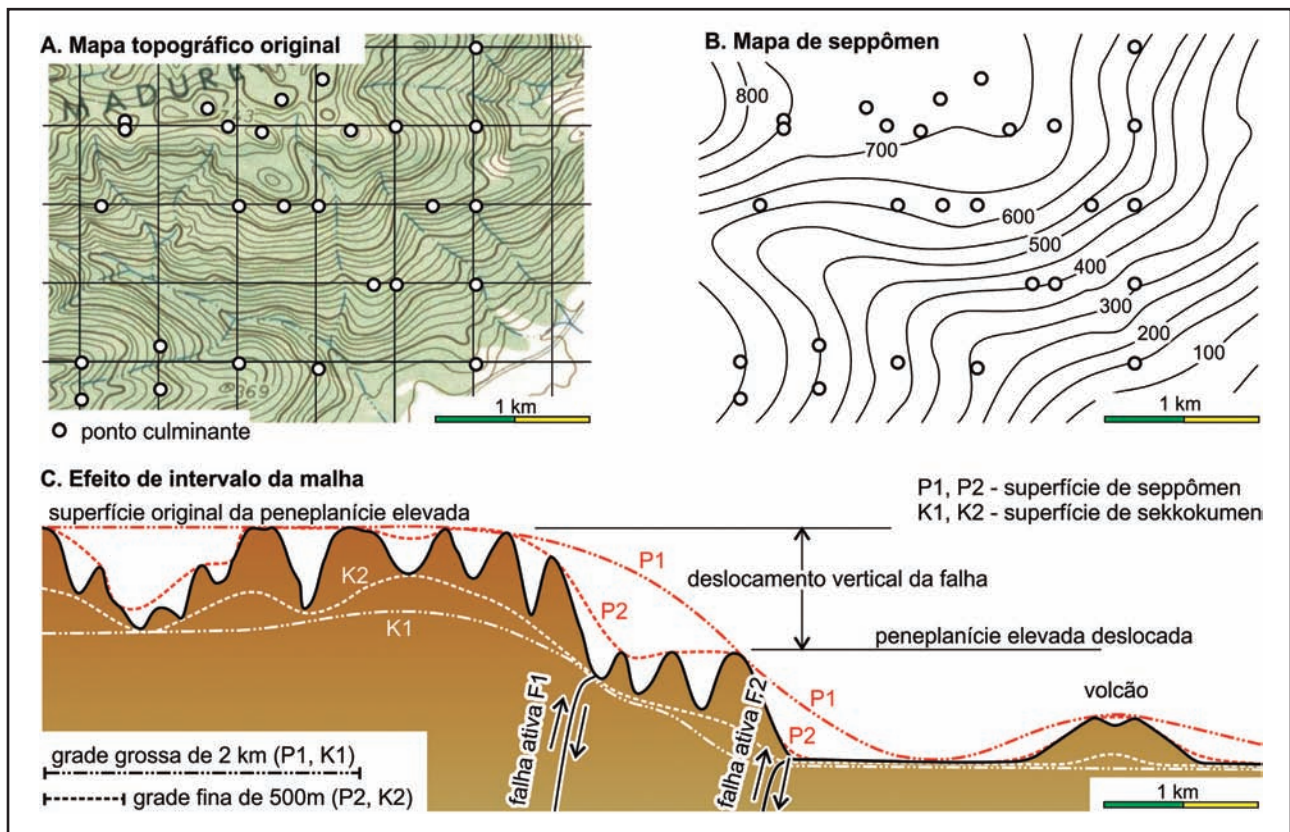


Figura 2 Elaboração de mapa de seppômen pelo método de grade (A, B) e o efeito de intervalo de grade (C), conforme Motoki *et al.* (2009a).

a resolução de 90 m confeccionados pelo Onibus Espacial (*Space Shuttle*) conforme o projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Esta missão adotou a técnica de *single-pass SAR* (*synthetic-aperture radar*).

Em 1999, a NASA lançou a satélite TERRA (EOS AM-1) equipada com o sensor japonês ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). A partir de 2009, ERSDAC (*Erath Remote Sensing Data Analysis Center*), que administra ASTER, tem disponibilizado o modelo digital de elevação elaborado por ASTER, denominado GDEM (*Global Digital Elevation Map*) ver. 1, com a resolução horizontal 30 m, cobrindo a faixa entre 60°N e 60°S. O GDEM utiliza a faixa próxima ao infravermelho (*near infered band*). Portanto, ocorrem erros nas regiões de deserto, semideserto e dunas em compensação da alta resolução. A versão corrigida, ver. 2, foi apresentada no ano 2012.

Com o objetivo da confecção de mapas de *seppômen* a partir dos dados altimétricos acima citados, os autores desenvolveram um software original denominado BAZ (*Basic Applications of Zenith geomorphological technology*; Motoki *et al.*, 2012a). O referido software elabora simultaneamente os mapas de *seppômen* com base nos intervalos aproximados de 4 km, 2 km, 1 km, 500 m, 250 m, 125 m e 60 m, além do mapa topográfico de 30 m de resolução (Figura 3).

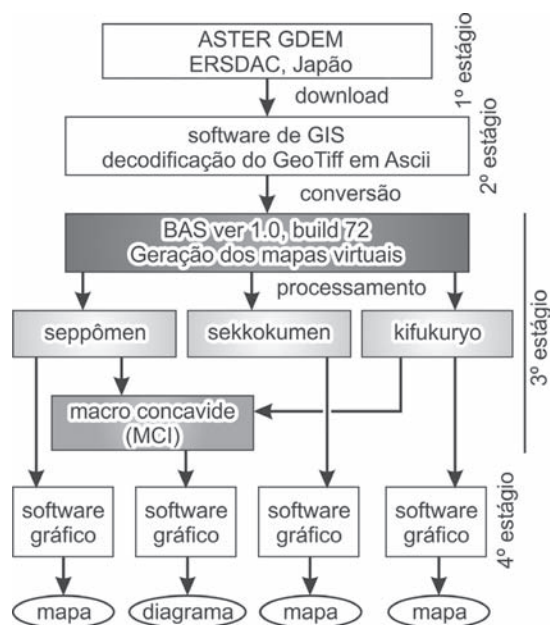


Figura 3 Fluxograma de trabalhos do sistema BAZ, ver. 1.0, build 71, para confecção de mapas de *seppômen* segundo Motoki *et al.* (2012a).

3 Geologia Regional

O embasamento da área estudada é constituído principalmente por gnaisses formados durante o evento de colisão continental PanAfricano, em torno de 530 a 560 Ma, que ocorreu no Cambriano (*e.g.* Heilbron & Machado, 2003; Schmitt *et al.*, 2004). Esses têm direção geral (*strike*) de N60°E a N50°E, com a exceção do Bloco Cabo Frio e uma parte do Platô de Teresópolis, com o bandamento de N15°W. A faixa metamórfica é caracterizada pela alternância de ortognaisse e paragnaisse (Figura 4). Do sulsudeste para nortenoroeste, as unidades são: Região dos Lagos, ortognaisse do Cráton Congo (Figura 5A); Búzios, paragnaisse pelítico (Figura 5B); Ortognaisse Rio de Janeiro e Niterói, gnaisse facoidal e charnockito com porfiroblastos de granada (Figura 5C); Costeiro, paragnaisse pelítico e quartzítico; Rio Negro, ortognaisse intensamente deformado; Teresópolis e Serra dos Órgãos, ortognaisse pouco deformado; Paraíba do Sul, paragnaisse pelítico com intercalações de unidades proterozóicas. Trouw *et al.* (2000) consideram a Unidade Teresópolis como a continuação da Unidade Tectônica de Juiz de Fora, uma unidade continental do Proterozóico, e a Paraíba do Sul como um klippe.

O embasamento metamórfico é intrudido por granitos pós-tectônicos, tais como Andorinha, Mangaratiba, Pedra Branca, Surui, Frades, Nova Friburgo, Silva Jardim e Sana, com idades intrusivas variando de 481 a 512 Ma (Valeriano *et al.*, 2011). Os gnaisses e granitos são cortados por faixas de brecha tectônica silicificada (Motoki *et al.*, 2011; 2012b; Figura 5A). Estes todos são intrudidos por diques máficos do Eocretáceo (Motoki *et al.*, 2009b; Figura 5A). Os complexos de rochas alcalinas félsicas do Cretáceo ao Eocenozoico (Figura 5D; Sichel *et al.*, 2012), tais como Itatiaia (Brotzu *et al.*, 1997); Morro Redondo (Brotzu *et al.*, 1989); Serra dos Tomazes (Ferrari *et al.*, 1977); Tinguá (Derby, 1897); Mendanha (Motoki *et al.*, 2007a); Itaúna (Motoki *et al.*, 2008b); Tanguá; Rio Bonito; Soarinho (Motoki *et al.*, 2010); Morro dos Gatos (Motoki *et al.*, 2012c); Morro de São João (Brotzu *et al.*, 2007); Ilha de Cabo Frio (Motoki & Sichel, 2008), são intrusivos nas todas as unidades acima citadas. Uma parte destes acompanham condutos subvulcanicos (*e.g.* Sichel *et al.*, 2008; Motoki *et al.*, 2008c). Devido à alta resistência erosiva (Petraakis *et al.*, 2010), esses formam saliências morfológicas destacadas (Silva, S.M., 2010), chamadas de “maciços alcalinos”, tal como o Morro do São João (Figura 4).

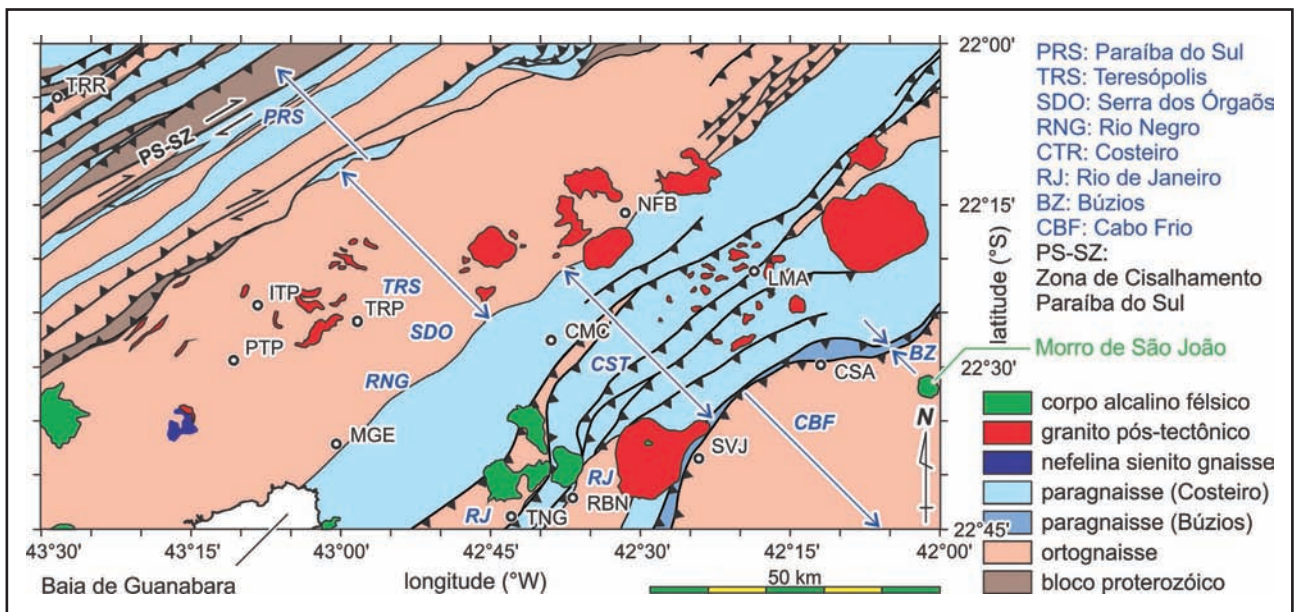


Figura 4 Mapa geológico da área estudada, simplificado de Silva, L.C. *et al.* (2000). O nefelina sienito gnaiss de Canaã tem idade metamórfica cambriana. Os códigos de cidades são iguais à Figura 1. As setas azuis indicam as faixas de unidade tectônica, de noroeste para sudeste, Paraíba do Sul, Teresópolis, Costeiro, Búzios e Cabo Frio.



Figura 5 Rochas presentes na área estudada: A) Ortognaiss de Cráton Congo (Og), cortado por brecha tectônica silicificada (Tb), que é cortado por dique máfico do Eocretáceo (Dy), Praia de Conchas, Cabo Frio; B) Paragneiss pelítico, Praia de Jeribá, Búzios; C) Gnaiss facoidal da Unidade Rio de Janeiro, Arpoador, Rio de Janeiro; D) Bloco de nefelina sienito com caneluras na superfície, Ilha de Cabo Frio.

4 Domínios e Subdomínios Geomorfológicos

Foram confeccionados mapas de *seppômen* das grades com intervalos aproximados de 4 km, 2 km, 1 km e 0,5 km (Figura 6). Os dados topográficos são originados do ASTER GDEM ver. 1.0, do ano 2010, com a moderação por SRTM para excluir possível presença de dados anormais. Os procedimentos matemáticos foram realizados com o auxílio de BAZ ver. 1.0, build 71.

Na Figura 6A, os vales e as drenagens com largura menor do que 4 km são preenchidos, apresentando a morfologia antiga de grande escala. A feição morfológica mais destacada é a escarpa com altura relativa superior a 1000 m com a direção aproximada de N75°E, denominada a Serra do Mar (*SMS*, *Serra do Mar Scarp*). O lado sul da escarpa, ocorre uma planície com altitude próxima ao nível do mar, denominada da Baixada Fluminense (*RJL*, *Rio de Janeiro Lowland*). No lado norte da escarpa, encontra-se um platô com superfície ligeiramente inclinada ao nortenoroeste, denominado o Platô de Teresópolis (*TRH*, *Teresópolis Highland*).

A Figura 7 apresenta a divisão da área estudada em três grandes domínios e 8 subdomínios geomorfológicos com base nos mapas de *seppômen* das grades de 4 km e 2 km e nas grandes bacias hidrográficas. A Baixada Fluminense e a escarpa da Serra do Mar são divididas nas porções ocidentais, subdomínios Guanabara e São João, e as orientais, Macacu e Sana. Essas são divididas pelos morros com altura aproximada de 800 m, tais como Faraó do Alto, Tanguá e Rio Bonito. Os últimos dois maciços são constituídos por rochas alcalinas félsicas do Eoceno. O Platô de Teresópolis pertence à bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, sendo subdividido em quatro subdomínios: Rio Preto; Paqueta; Rio Grande; Macabu.

4.1 Domínio da Baixada Fluminense

A Baixada Fluminense corresponde à planície costeira com altitude geral inferior a 150 m (*RJL*, Figura 7). O referido domínio corresponde à parte norte do Graben de Guanabara (Ferrari, 2001; Riccomini *et al.*, 2004). Mais de 80% desta área são cobertas por depósitos aluvionares e, menos de 20% expõem o embasamento. A superfície coberta por depósitos aluvionares tem altitude inferior a 50 m, sendo próxima ao nível do mar (Figura 6C, D). A exposição do embasamento ocorre nos morros baixos com altura relativa de 50 a 100 m, chamados

popularmente de “*meia laranja*” (Figura 8). O topo dos morros é nivelado formando uma superfície de *seppômen* com altitude em torno de 100m (Figura 6).

A Figura 9 apresenta histogramas detalhados de distribuição altimétrica para os mapas de *seppômen* com altitudes inferiores a 400 m. Esta faixa de altitude representa exclusivamente os relevos da Baixada Fluminense e das áreas adjacentes. O histograma para o *seppômen* da grade de 4 km apresenta a existência da superfície com altitude em torno de 100 m. O *seppômen* da grade de 2 km mostra uma tendência similar. Entretanto, os *seppômen* das grades de 1 km e 0,5 km e o mapa topográfico original do ASTER GDEM demonstram que a área da planície aluvionar é maior do que da superfície de *seppômen*. Esta observação indica a Baixada Fluminense é constituída basicamente pelas áreas dos morros baixos do embasamento metamórfico com altitude de 100 m e estas são cortadas pelas faixas de depósitos aluvionares com altitude inferior a 50 m e largura pouco menor do que 2 km.

As feições morfológicas de *meia laranja* e a superfície de *seppômen* com altitude em torno de 100 m são observadas em uma ampla área da Baixada Fluminense com a extensão aproximada de 100 km, desde Papucaia, 22°37'S, 42°44'W, até Seropédica, 22°45'S, 43°42'W. Portanto, o *seppômen* acima citado não é um fenômeno local, mas sim, representa o nível de peneplanície do embasamento metamórfico do Domínio da Baixada Fluminense.

4.2 Domínio da Escarpa da Serra do Mar

A região do planalto, chamada localmente de Região Serrana, ocorrem cidades de Petrópolis, Teresópolis e Nova Friburgo, cuja altitude respectiva é 838 m, 910 m e 846 m. Estas cidades estão na proximidade de rios e, portanto suas altitudes são inferiores ao nível geral do planalto. Os mapas de *seppômen* da malha de 4 km e 2 km indicam que o topo da escarpa da Serra do Mar (*SMS*), ou seja, limítrofe sul do Platô de Teresópolis (*TRH*) é cerca de 1300 m de altitude. Esta corresponde à altitude original sem efeito de erosão das drenagens de largura inferior a 4 km ou 2 km. Considerando o nível da peneplanície da Baixada Fluminense, calcula-se o desnível da escarpa da Serra do Mar como 1200 m.

Os mapas de *seppômen* mostram que na porção ocidental da área estudada, onde ocorre o Subdomínio Macacu, a morfologia da escarpa

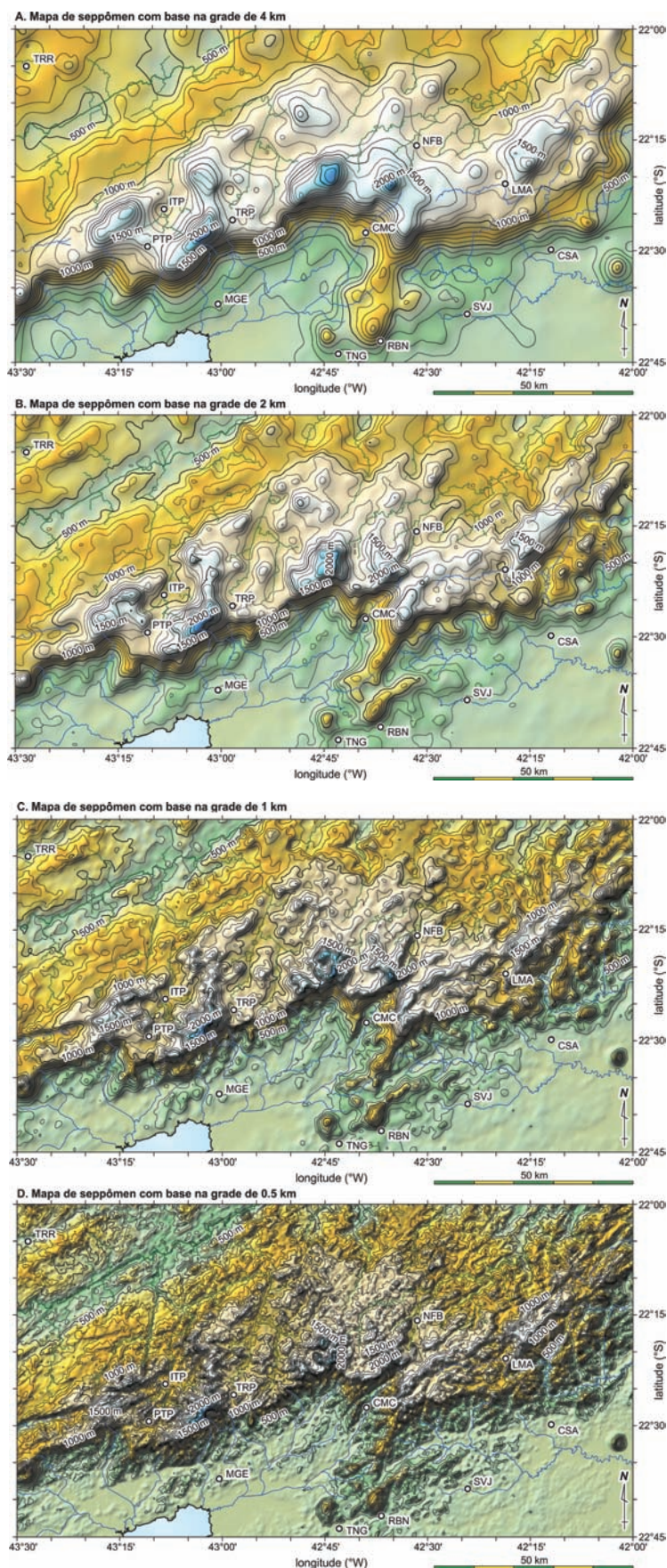


Figura 6 Mapas de seppômen da área estudada das grades de: A) 3906 m; B) 1953 m. Os códigos de cidades são iguais à Figura 1. Continuação dos mapas de seppômen da área estudada das grades de: C) 977 m; B) 488 m. Os códigos de cidades são iguais à Figura 1.

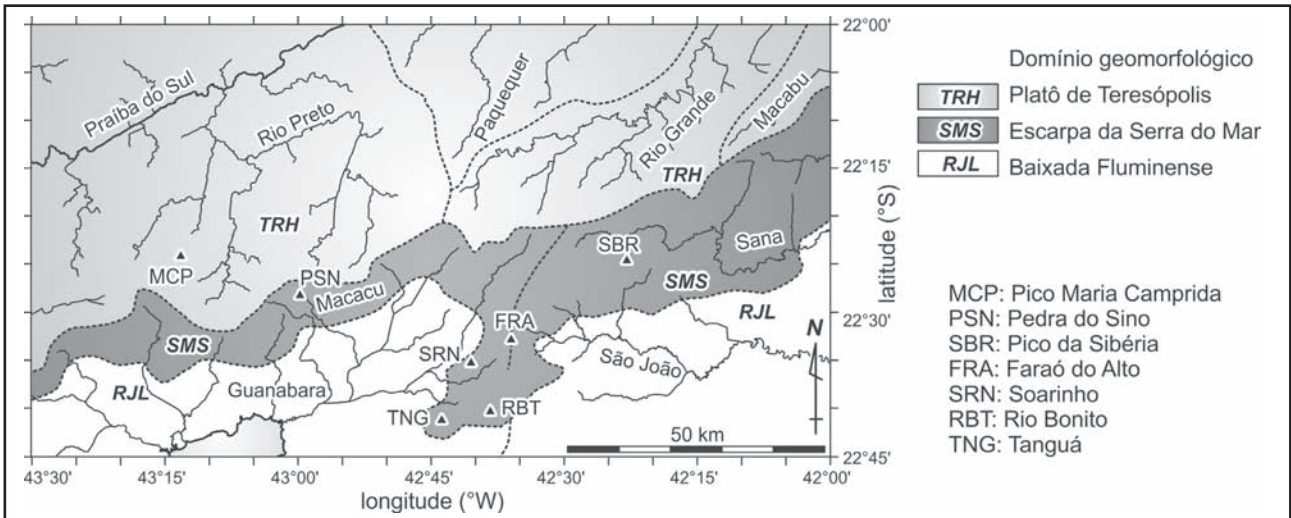


Figura 7 Divisão geomorfológica da área estudada em três domínios pelos mapas de seppômen e em oito subdomínios pelos mapas de seppômen e as redes de drenagens.

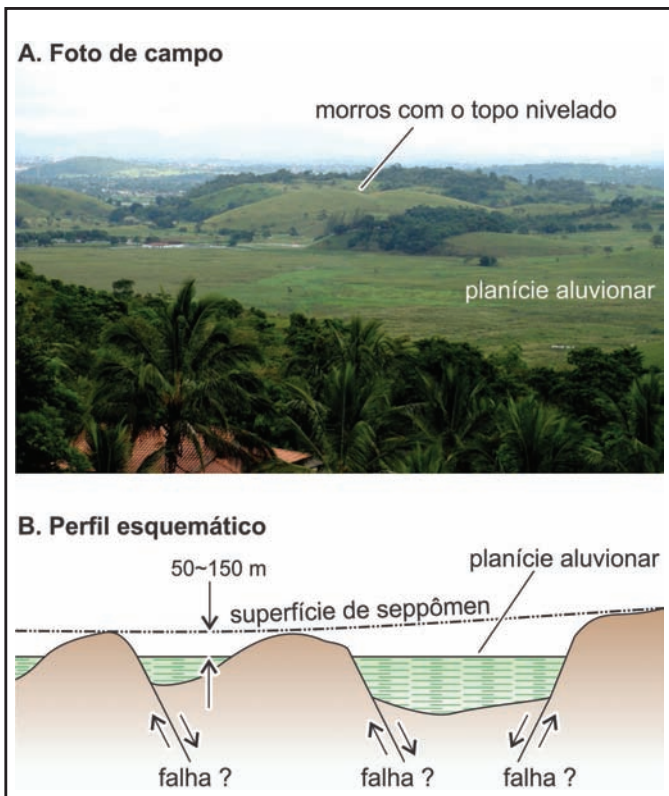
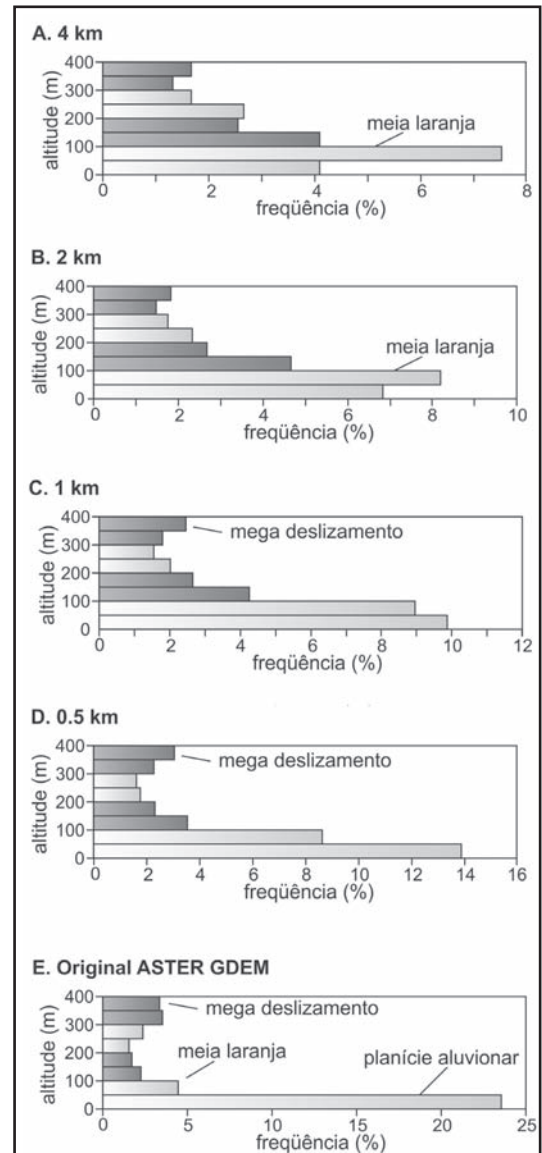


Figura 8 Morros baixos com o topo nivelado, que são constituídos por rochas do embasamento metamórfico, que se encontram na Baixada Fluminense, chamados de meia laranja: A) Foto de campo; B) Perfil esquemático.

Figura 9 Histogramas detalhados de distribuição altimétrica dos níveis de seppômen com altitudes inferiores a 400 m, com base nos mapas de seppômen das grades de: A) 4 km; B) 2 km; C) 1 km; D) 0,5 km; E) Mapa topográfico original do ASTER GDEM. As faixas de alturas são de 50 m. As áreas de cada faixa foram calculadas pelo método de contagem de pixels com o auxílio de software Wilbur ver. 1.0 (Motoki *et al.*, 2006; 2007b).



é única, nítida e de alto ângulo, com a direção de N75°E (Figura 6, 10A). Por outro lado, na porção oriental, o Subdomínio Sana, especialmente na faixa entre 42°00'W a 42°20'W, a morfologia é ambígua e de baixo ângulo, observando-se uma morfologia escalonar (Figura 10B).

4.3 Domínio do Platô de Teresópolis

Na proximidade da escarpa da Serra do Mar, Platô de Teresópolis (*TRH*) tem 1300 m de altitude. O Platô de Teresópolis abaixa sua altura gradativamente à direção N30°W. No rio Paraíba do Sul, em cerca de 50 km de distância a partir da Serra do Mar, o platô tem altitude de 500 m. A declividade média é 16/1000, que corresponde a 0.9° (Figura 6A, B).

Sobre o Platô de Teresópolis, ocorrem saliências morfológicas com altura relativa máxima de 900 m. Estes morros altos formam três alinhamentos com a direção aproximada de N50°E, de noroeste para sudeste são chamados de: 1) Itaipava (*ITP*), com altura relativa de 800 m, representado pelo Pico da Maria Camprida, 22°24.15'S 43°13.22'S, 1926 m de altitude; 2) Serra dos Órgãos (*SDO*), de 900 m, Pedra de Sino, 22° 28.33'S, 43° 03.28'W, 2275 m; 3) Lumiar (*LMH*), de 600 m, Pico da Sibéria, 22°19.53'S, 42°23.20W, 1500 m. Devido à existência da Serra dos Órgãos, a Serra do Mar na proximidade de Teresópolis tem 2100 m de altura relativa. Estes alinhamentos não são serras contínuas, mas sim, são constituídos por morros independentes. A direção dos alinhamentos é N50°E, que está de acordo com a estrutura geológica desta área, ou seja,

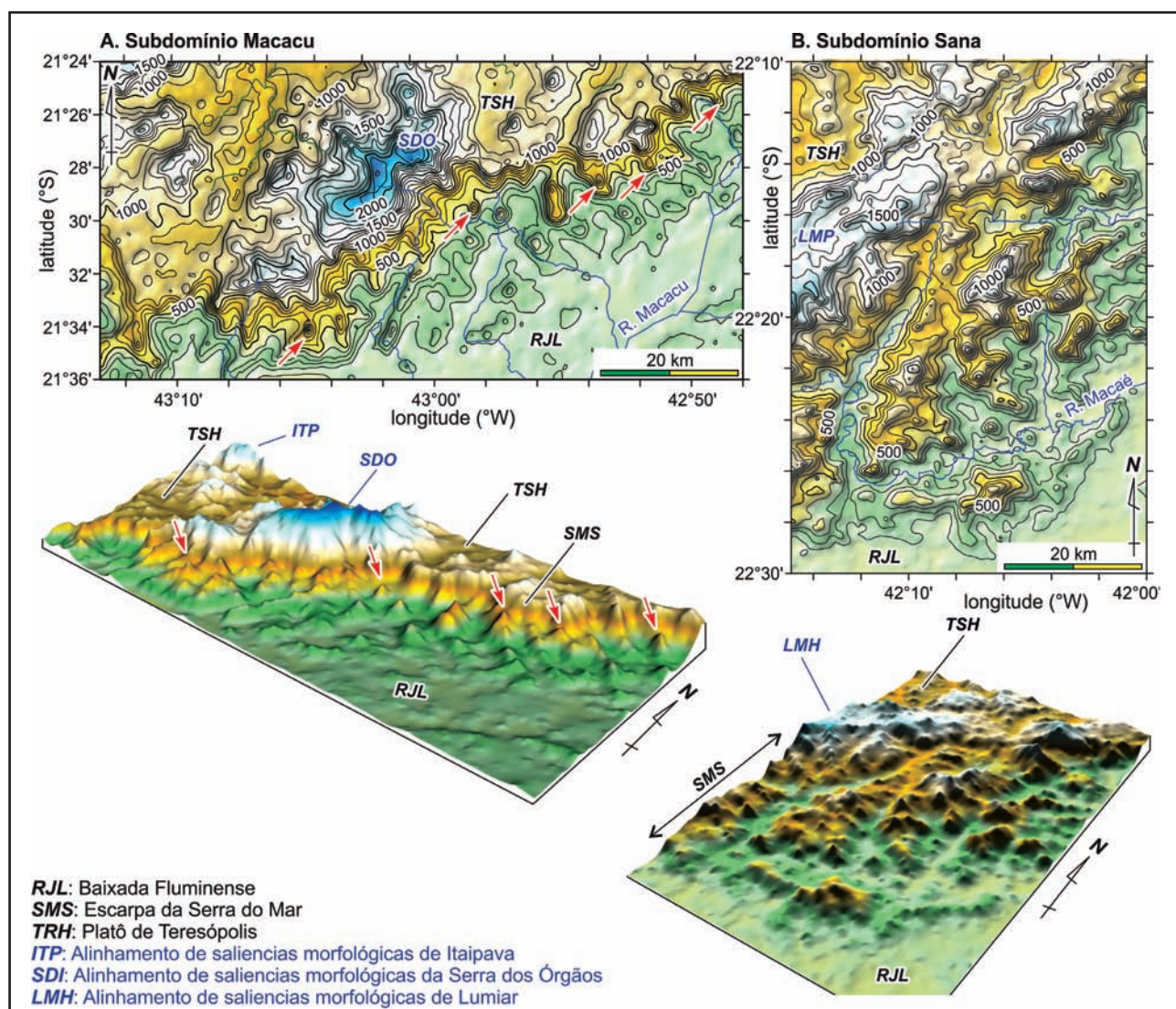


Figura 10 Contraste morfológico da escarpa da Serra do Mar sobre o mapa de seppômen da grade de 500 m: A) Subdomínio Macacu, porção ocidental (Figura 7); B) Subdomínio Sana, porção oriental na faixa entre 42°00'W a 42°20'W. As áreas dos mapas acima são indicadas na Figura 1.

a distribuição litológica (Figura 4). Entretanto, as rochas expostas nestes picos e nas áreas adjacente têm pouca orientação, tais como ortognaisse pouco deformado e granito pós-tectônico.

Os histogramas completos de distribuição altimétrica das superfícies de *seppômen* mostram a forma de sino (Figura 12), demonstrando clara divisão das características geomorfológicas dos domínios da: 1) Escarpa da Serra do Mar, 100 a 1200 m de altitude; 2) Superfície do Platô de Teresópolis, 500 a 1200 m; 3) Alinhamentos de saliências morfológicas sobre o Platô de Teresópolis, acima de 1300 m.

O topo da escarpa da Serra do Mar é representado pela abundância de da área de altitude entre 1100 a 1200 m nos histogramas (Figura 12A,

B, C, setas pretas), especialmente daquele da malha de 4 km. Entretanto, o histograma da malha de 0,5 km apresenta a característica pouco expressiva (Figura 12D, seta branca). Esta observação é devido à erosão recente dos vales com largura menor do que 0,5 km que descaracterizaram parcialmente a morfologia do platô.

5 Sistema de Drenagens

O mapa de *seppômen* de uma grade grossa apresenta apenas as drenagens antigas com alta influência à morfologia atual nas formas de vales e depressões lineares. Por outro lado, o *seppômen* de uma grade fina mostra tanto as drenagens antigas quanto as novas. Desta forma, os *seppômens* de

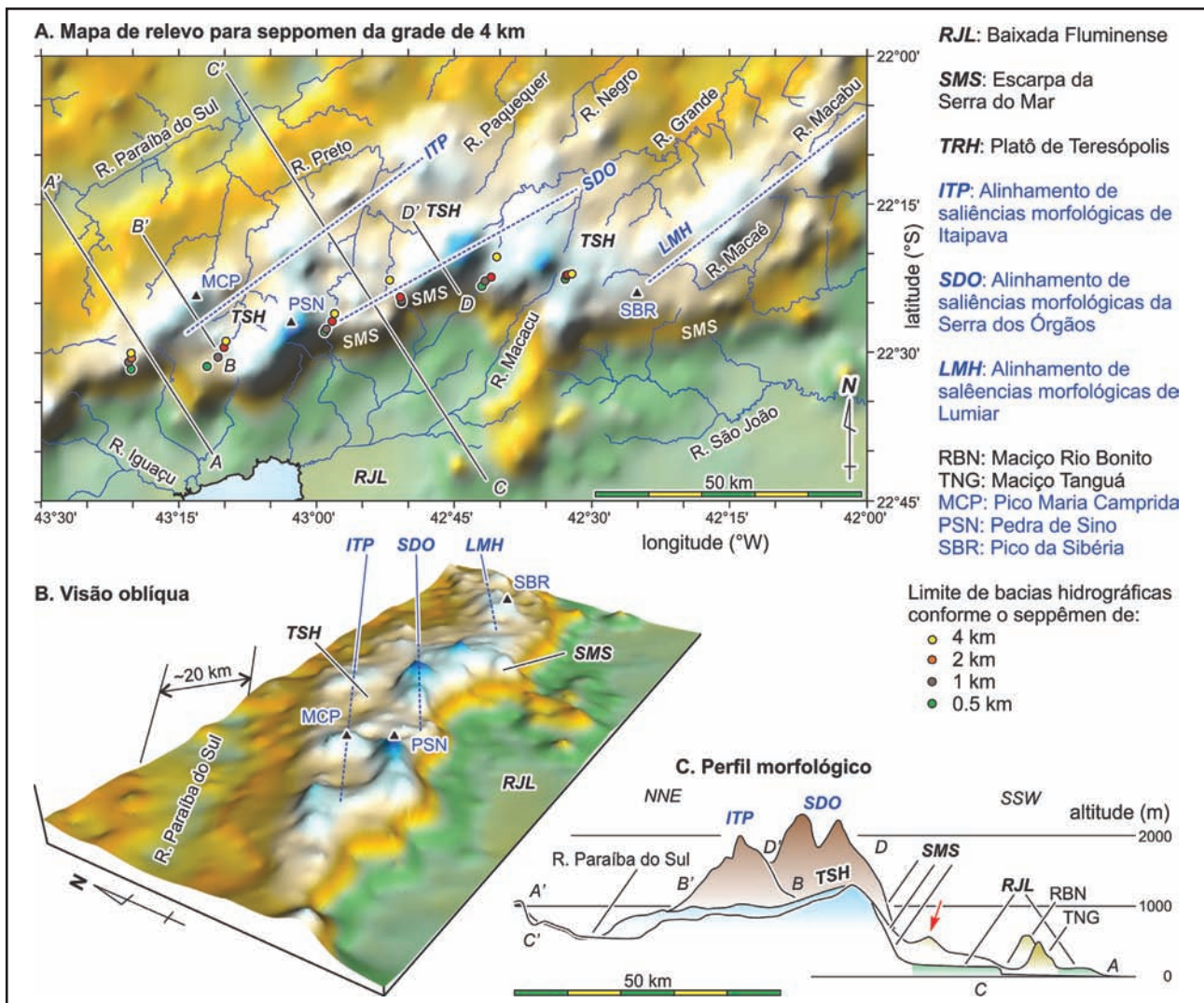


Figura 11 Peneplanície elevada do Platô de Teresópolis apresentada no mapa de seppômen da grade 4 km de intervalo e os alinhamentos de saliência morfológica de Itaipava (ITP), Serra dos Órgãos (SDO) e Luminar (LMH): A) Mapa de relevo; B) Visão oblíqua; C) Perfil morfológico.

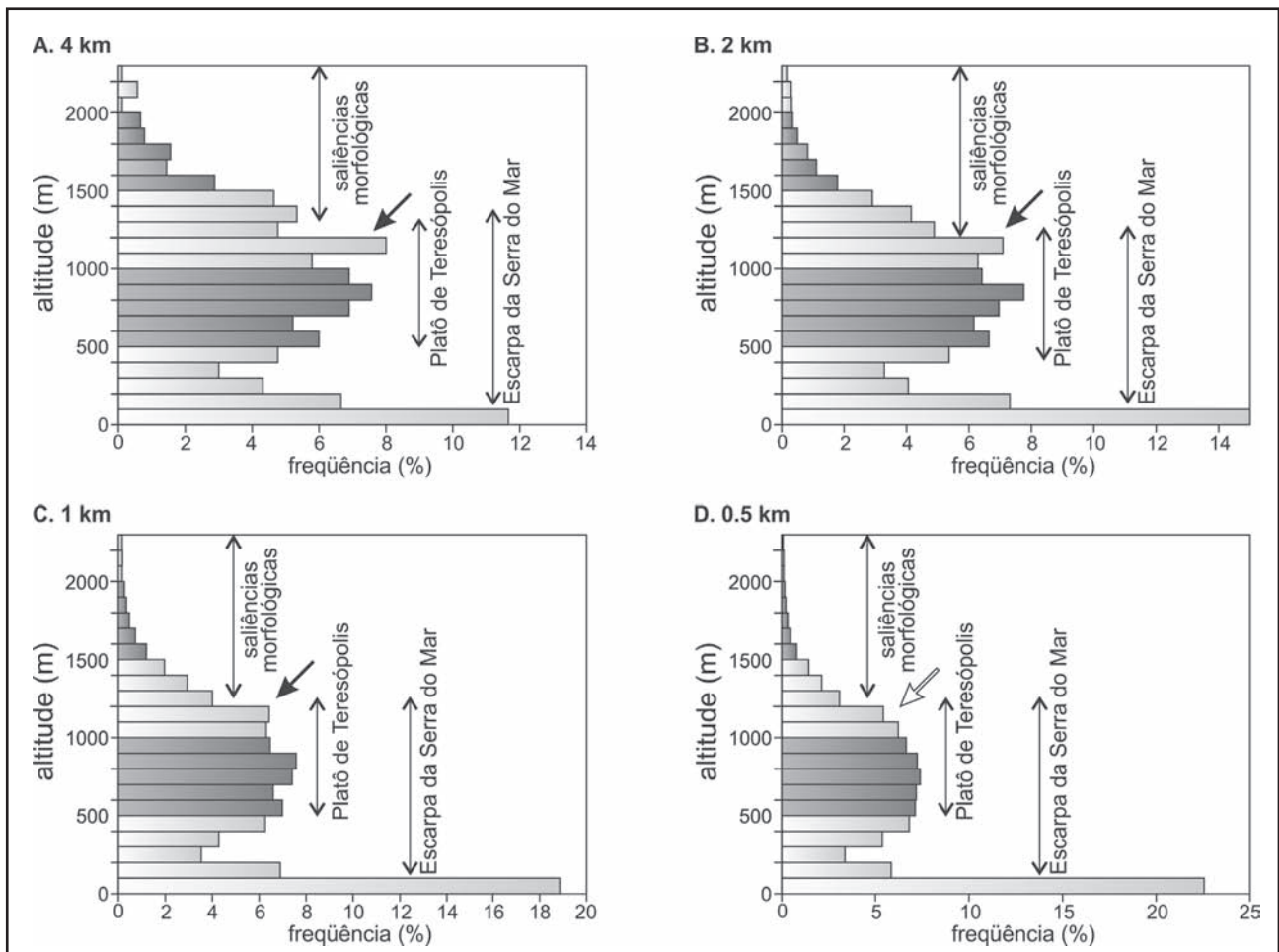


Figura 12 Histogramas completos de distribuição altimétrica dos níveis de seppômen com base nas grades de: A) 4 km; B) 2 km; C) 1 km; D) 0,5 km. As faixas de alturas são de 100 m. As setas indicam a altura máxima da superfície do Platô de Teresópolis. As áreas de cada faixa foram calculadas com o auxílio de software Wilbur, ver. 1.0.

grades diferentes, que podem ser confeccionados com o auxílio de BAZ, podem revelar a história de desenvolvimento das drenagens de uma região. Estes não fornecem idades absolutas da formação das unidades geomorfológicas, porém os estudos comparativos apresentam as idades relativas.

Os vales e drenagens da área estudada são divididos em dois principais sistemas com os sentidos opostos de fluxo (Figura 11A): 1) Os que estão nos domínios da escarpa da Serra do Mar e da Baixada Fluminense fluem, em geral, de norte para sul em direção ao Oceano Atlântico; 2) Os que estão no Platô de Teresópolis vão para nortenoroeste e se juntam com o rio Paraíba do Sul. O divisor da água é situado no topo da escarpa da Serra do Mar, ou seja, no limítrofe sul do Platô de Teresópolis. As drenagens apresentadas na Figura 11 foram selecionadas conforme as depressões morfológicas expressas no mapa de *seppômen* da grade de 4 km.

Os rios no Platô de Teresópolis apresentam duas orientações nítidas, representadas tipicamente pelo percurso quadrado do Rio Preto: 1) N50°E a N60°E; 2) N10°E a N20°E. Estas são perceptíveis no *seppômen* da grade de 4 km e nitidamente expressas no *seppômen* da grade de 1 km, especialmente a primeira direção. Ambas as direções são discordantes à inclinação geral do platô, de N30°W. A direção N60°E é paralela à Zona de Cisalhamento de Paraíba do Sul. Desta forma, interpreta-se que as direções das drenagens deste domínio são altamente influenciadas pelos sistemas regionais de fraturas, e pouco pelo movimento tectônico do Cenozoico. Por outro lado, a direção em torno de N10°E é desconhecida nas estruturas geológicas desta região.

Existem pequenas vales de configuração paralela em direção N75°W. Estes não são perceptíveis nos mapas de *seppômen* das grades de 4 km, 2 km e 1 km (Figura 6A, B, C). Porém aparecem ligeiramente no *seppômen* da grade de 0,5

km (Figura 6D) e se manifesta expressivamente no mapa topográfico original (Figura 1). Desta forma, considera-se que essas drenagens são relativamente jovens sendo originadas de um sistema de fratura formado no Cenozoico.

Os vales na escarpa da Serra do Mar e Baixada Fluminense, tais como rio Iguaçú, rio Macacu e rio São João, apresentam sistema dendrítico de drenagens, sendo consequência de erosão fluvial normal sem grande influência estrutural.

Observa-se que certos divisores de água se migram conforme a grade dos mapas de *seppômen*. Como por exemplo, o divisor atual da água da nascente do rio Paqueta situa-se na periferia sul da cidade de Teresópolis, que se situa cerca de 8 km ao leste da Pedra de Sino (PSN, Figura 11A). Entretanto, os mapas de *seppômen* das grades de 4 km, 2 km e 1 km indicam que no passado o referido divisor estavam em localidades mais para norte. A mesma tendência é observada nas alguns outros divisores de água (Figura 11B). Esta observação aponta a migração do limite das bacias hidrográficas do norte para o sul, ou seja, do platô de Teresópolis para a escarpa da Serra do Mar. O fato sugere que a erosão das drenagens presentes sobre o platô de Teresópolis são altamente ativas e sua influência às morfologias recém-formadas é igual ou maior do que da escarpa da Serra do Mar. Uma parte desta atividade erosiva foi manifestada na forma dos desastres naturais que ocorreram em janeiro de 2011.

6 Tectonismos Mesozoicos e Cenozoicos

Os trabalhos anteriores interpretaram que as atividades tectônicas e magmáticas do Mesozoico e Cenozoico da região Sudeste do Brasil são fortemente influenciadas pela estrutura do embasamento formada durante o evento da colisão continental do PanAfricano (*e.g.* Almeida, 1964; 1967a). Na área estudada, a estrutura do embasamento é caracterizada pela direção geral de N50°E a N60°E. A maioria dos ortognaisses e paragnaisses desta região tem o bandamento orientado segundo esta direção (*strike*) porém as inclinações (*dip*) são altamente variáveis, desde subhorizontal até subvertical. Os sistemas de fraturas, os diques máficos do Eocretáceo, as intrusões de rochas alcalinas félsicas e falhas normais do Cretáceo ao Eoceno também foram interpretados como consequências da estrutura do PanAfricano. Foi proposta a idéia de que as estruturas do PanAfricano de cisalhamento transcorrente foram reativadas no Fanerozóico na forma das falhas

normais (*e.g.* Almeida, 1967b; Riccomini, 1995; Riccomini *et al.*, 1989; Campanha *et al.*, 1994; Zalán & Oliveira, 2005; Hartwig & Riccomini, 2009).

Almeida & Carneiro (1998) e Zalán & Oliveira (2005) interpretaram que a escarpa da Serra do Mar foi formada pelo movimento vertical das falhas normais e o Graben de Guanabara foi originado de rifte continental, que é relacionado com a abertura do Oceano Atlântico. Zalán & Oliveira (2005) consideraram que a causa direta da formação desta escarpa é o colapso gravitacional do planalto da superfície de Japi e a consequente formação de grabens durante 52 a 20 Ma. Desta forma, a Serra do Mar corresponde a uma escarpa de falha (*fault scarp*). O referido tectonismo continuou até o Eoceno, em torno de 40 Ma (Ferrari, 2001; Riccomini *et al.*, 2004;).

Os estudos morfo-tectônicos com base nos *seppômens* dos subdomínios Guanabara, Macacu e rio Preto, de grosso modo, apoiam o modelo de Almeida & Carneiro (1998) e Zalán & Oliveira (2005). A escarpa da Serra do Mar desta área é atribuída a uma falha com o deslocamento vertical de 1200 m, ou seja o afundamento do bloco do lado oceânico, e o Platô de Teresópolis corresponde a um bloco inclinado de falha (*tilted fault block*). Estas feições geomorfológicas são comumente observadas na zona de separação continental (Figura 13).

No Subdomínio Macacu, a parte ocidental da área estudada, as escarpas têm direção de N75°E. Esta direção (*strike*) não é paralela às estruturas geológicas regionais, inclusive da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, que são de N50°E a N60°E. Desta forma, a direção exata das falhas normais não está de acordo com o modelo de reativação das estruturas do embasamento da crosta continental. Além disso, a escarpa não é contínua, mas constituído por vários segmentos paralelos com comprimento de 15 a 30 km, mantendo o desnível de 1200 m (Figura 6, 10, 11). Esta configuração é comum em falhas normais e o plano destas falhas é inclinado ao sulsudeste, ou seja, em direção ao Oceano Atlântico. Por outro lado, o plano da zona de cisalhamento de movimento transcorrente é contínua, vertical e altamente linear, sendo diferente da falha normal da Serra do Mar.

No meio da escarpa do Serra do Mar, ocorrem saliências morfológicas (Figura 10, 11C, setas). Essas são expressivas nos mapas de *seppômen* da malha de 4 km e 2 km, porém aparecem nitidamente nos mapas da malha de 1 km e 0,5 km. Portanto, a sua formação é posterior ao aparecimento da escarpa do Serra do Mar. As altitudes do topo das saliências

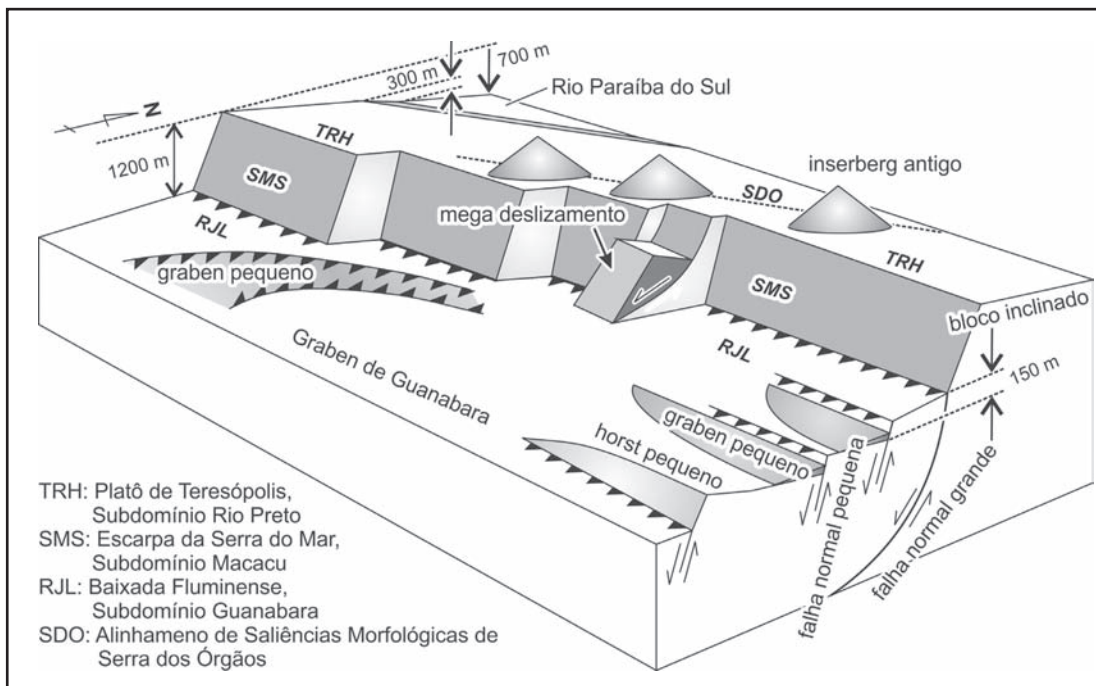


Figura 13 Diagrama esquemático dos movimentos tectônicos com base nos estudos morfo-tectônicos com o auxílio da técnica de seppômen e ASTER GDEM dos subdomínios Guanabara, Macacu e rio Preto.

morfológicas estão espalhadas na faixa de 400 m a 900 m e os cumes não estão alinhados. Desta forma, é difícil atribuir as saliências à possível presença de uma falha tectônica normal de movimento secundário. Uma idéia alternativa é o deslizamento do corpo rochoso de grande escala ao longo da escarpa, chamado pelos autores de megadeslizamento. Este fenômeno tem certas similaridades estruturais com uma falha normal, porém o fenômeno não é causado por tectonismo regional, mas sim, um processo de desmoronamento da morfologia da escarpa de grande altura.

Por outro lado, no Subdomínio Sana, parte oriental da área estudada, especialmente na faixa entre 42°00'W a 42°20'W, a escarpa é ambígua e de baixo ângulo, apresentando uma morfologia escalonar, podendo ser chamada de um talude. Conforme os mapas de *seppômen* das grades de 4 km e 2 km, este talude é constituído por duas saliências e três depressões lineares de configuração paralela com o intervalo aproximado de 10 km, sendo orientadas aproximadamente em N50°E (Figura 11). As observações detalhadas no mapa de *seppômen* da malha de 0,5 km indicam que podem existir cinco saliências lineares (Figura 6D, 10B). Desta forma, sugere-se que existem mais de uma falha normal que compõem a talude. A direção (*strike*), N50°E, é paralela à estrutura geológica e às falhas fanerozóicas conhecidas deste subdomínio (Figura 4). A referida morfologia não está de acordo com o

modelo de Almeida & Carneiro (1998), mas sim, é a favor do modelo de afinamento crustal que se observa na elevação continental (e.g. Mohriak, 2003).

O subdomínio Guanabara da Baixada Fluminense constitui uma faixa de depressão morfológica com a extensão leste oeste maior do que 100 km, que corresponde ao Graben de Guanabara. A superfície da Baixada Fluminense é constituída por: 1) Planície aluvionar dos depósitos quaternários; 2) Morros baixos com o topo nivelado que são constituídos por rochas do embasamento metamórfico. O limite entre os dois é brusco e linear (Figura 15, setas). Tal tipo de limite tem duas possíveis origens: Movimento em blocos de falhas (Figura 8B); Forte erosão lateral do rio. O rio Saracuruna que está presente na área da Figura 15, é pequeno e cruza subperpendicularmente com o limite, desta forma, a erosão lateral deste rio não pode formar o limite linear. Portanto, a morfologia é atribuída ao movimento em blocos de pequenas falhas que se situam na Baixada Fluminense.

As características morfológicas sugerem que a Baixada Fluminense é constituída pelos morros do embasamento representado pela superfície de *seppômen* de 100 m de altitudes e os pequenos grabens preenchidos por depósitos sedimentares cuja superfície é mais baixa do que 50 m de altitude.

A parte norte da baía de Guanabara tem a extensão leste oeste aproximada de 30 km, desde a

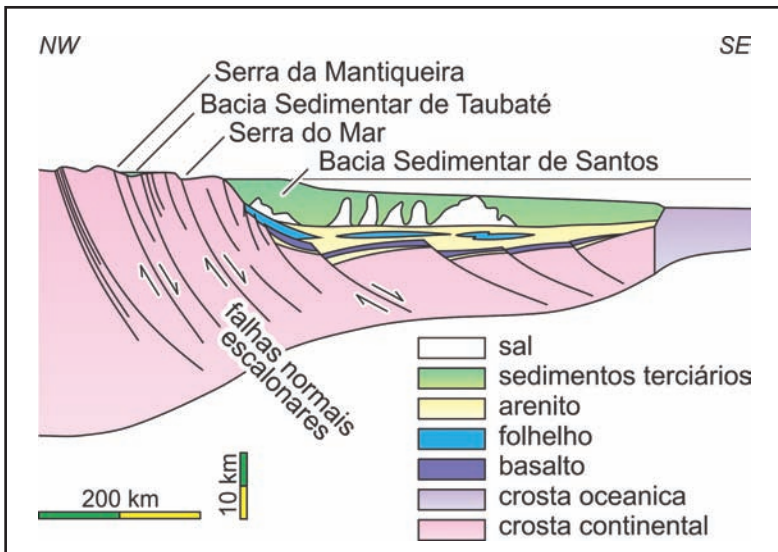


Figura 14 Perfil geológico esquemático da Bacia de Santos e áreas adjacentes, que é caracterizado por numerosas falhas normais escalonares de configuração subparalela. A figura é simplificada de Mohriak (2003).

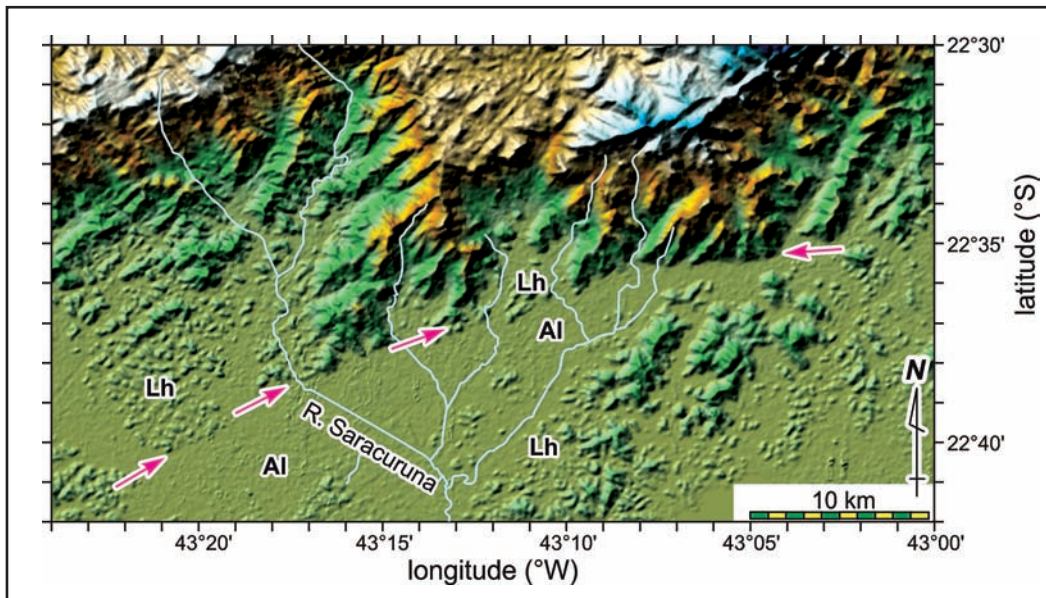


Figura 15 Mapa de relevo da área de Saracuruna, no limite norte do subdomínio Guanabara da Baixada Fluminense, com base nos dados topográficos do ASTER GDEM de 30 m de resolução. AI - áreas de planície dos depósitos aluvionares; Lh - áreas de morros baixos com o topo nivelado.

desembocadura do rio Macacu, 22°44'S, 43° 02'W, até a cidade de Duque de Caxias, 22°48'S, 43°17'W, formando uma extensa área de depósitos aluvionares. A profundidade desta é menor do que 20 m e a espessura dos depósitos é 30 a 40 m (Marino, 2011). Portanto, o desnível entre a superfície de *seppômen* de 100 m de altitude e a o embasamento metamórfico abaixo dos depósitos aluvionares é em ordem de 150 m, o que corresponde ao rejeito vertical das falhas pequenas presentes na Baixada Fluminense.

Ao longo do rio Paraíba do Sul, ocorre uma faixa de 20 km de largura com leve depressão morfológica linear com altura relativa de 300 m (Figura 11B, C). A declividade das bordas é aproximadamente 60/1000, que corresponde a 3.5°, enquanto que a declividade geral do Platô de

Teresópolis é 16/1000, 0.9°. Esta diferença indica possível existência de graben raso ao longo deste rio.

As saliências morfológicas alinhadas que ocorrem sobre o Platô de Teresópolis, Itaipava (ITP, Figura 11), Serra dos Órgãos (SDO) e Lumiar (LMH), têm duas possíveis origens: 1) Intenso movimento de soerguimento tectônico do Cenozoico; 2) Morfologias remanescentes que foram originadas da época antes do movimento da falha da Serra do Mar. Caso o movimento tectônico cenozoico, os mapas de *seppômen* podem mostrar as escarpas de falha, porém não são observadas (Figura 6). Por outro lado, os histogramas de *seppômen* do nível superior a 1300 m demonstram a redução exponencial das áreas de baixo para cima (Figura 12). Esta característica é atribuída à erosão fluvial

avançado, sem efeito de tectonismos recentes. Desta forma, interpreta-se que as saliências morfológicas são *inselbergs* remanescentes que foram formados antes do movimento da falha da escarpa do Serra do Mar.

7 Discussões

As análises geomorfológicas do Platô de Teresópolis, escarpa do Serra do Mar e as áreas adjacentes, com o auxílio da técnica de *seppômen*, de grosso modo estão de acordo com o modelo tectônico proposto pelos trabalhos anteriores. Entretanto, em detalhes há inconveniências, especialmente na idéia da reativação das estruturas antigas do embasamento da crosta continental, destacando-se os seguintes pontos:

1. No subdomínio Macacu, a falha da escarpa da Serra do Mar tem direção N75°E, porém a estrutura do embasamento tem a direção (*strike*) de N50°E. Esses não são paralelos.
2. A inclinação (*dip*) do bandamento das rochas metamórfico do embasamento varia amplamente, desde subhorizontal até subvertical. Porém, o plano da falha normal tem pouca variação, sendo inclinado para sulsudeste, ou seja, ao Oceano Atlântico. Desta forma, as falhas cenozóicas não são paralelas à estrutura do embasamento sob ponto de vista tridimensional, mesmo que tenham sua direção (*strike*) subparalela.
3. A Zona de Cisalhamento de Paraíba do Sul tem deslocamento transcorrente dextral. Portanto, o plano de cisalhamento é vertical e é altamente linear, com boa continuidade. Por outro lado, o plano das falhas normais jovens é oblíquo e é interrupto, sendo dividido em segmentos curtos de 15 a 30 km de comprimento.
4. Não há estruturas conhecidas do embasamento que coincidam às direções dos sistemas de fraturas paralelas presentes no subdomínio rio Preto, N10°E e N75°W, sendo os casos que ainda não esclarecidos.

Para uma explicação racional para estes itens, as estruturas antigas do embasamento não são suficientes, sendo necessária a consideração sobre o tectonismo do manto litosférico. Na crosta continental, observam-se hipocentros de terremoto até 15 km de profundidade. Portanto, a crosta superior tem comportamento rúptil e sua deformação ocorre

na forma de movimento das falhas. Abaixo desta profundidade, não se observam mais terremotos crustais. Portanto a crosta média e inferior são de comportamento dúctil e a deformação acontece através da formação de zonas de cisalhamento, ou seja, por deformação plástica. A Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul é um exemplo de faixa de deslocamento dextral por deformação plástica, e não, uma falha de rompimento rúptil. Na época da colisão continental do PanAfricano, o afloramento atual estava em uma profundidade em que ocorre deformação plástica e, o soerguimento regional e conseqüente denudação chegaram a expor esta estrutura na superfície atual da Terra.

Na crosta continental superior, as cicatrizes tais como falhas e fraturas paralelas são preservadas devido ao comportamento rúptil. Entretanto, na crosta média e inferior, devido ao comportamento dúctil, as cicatrizes são sanadas e não se preservam. Os materiais constituintes de zona de cisalhamento e zona de falha têm nítidas diferenças mecânicas. As rochas miloníticas da zona de cisalhamento são holocristalinas de granulometria grossa com firmeza mecânica suficiente para serem utilizadas como materiais de construção para revestimento de muros e paredes. Estas são extraídas com nomes comerciais de *Pedra Miracema* e *Pedra Madeira* (Figura 16A). Por outro lado, a zona de cataclase da falha ativa (*fracture zone*) é constituída por brecha não consolidada e argila de falha (*fault gouge*), que não possuem nenhuma adesão para formar uma rocha (Figura 16B). Considerando esta grande diferença mecânica, a zona de cisalhamento dificilmente funciona como o plano de debilidade da crosta. Portanto, as estruturas crustais do PanAfricano formadas nesta profundidade dificilmente se reativam como falhas normais do Mesozoico e Cenozoico.

O manto litosférico é mais rígido do que crosta continental inferior e tem comportamento rúptil. Este fato é representado pelo brusco aumento da velocidade de ondas sísmicas na descontinuidade de Mohorovičić. Sendo diferente das cicatrizes do embasamento da crosta continental, aquelas formadas no manto litosférico durante o evento de colisão continental do PanAfricano podem ser preservadas até o Cenozoico.

Durante o evento da colisão continental no Cambriano, formaram-se falhas e sistemas de fraturas no manto litosférico (Figura 17A). Na abertura do Oceano Atlântico no Cretáceo ao Eoceno, o Supercontinente Pangea separou aproximadamente

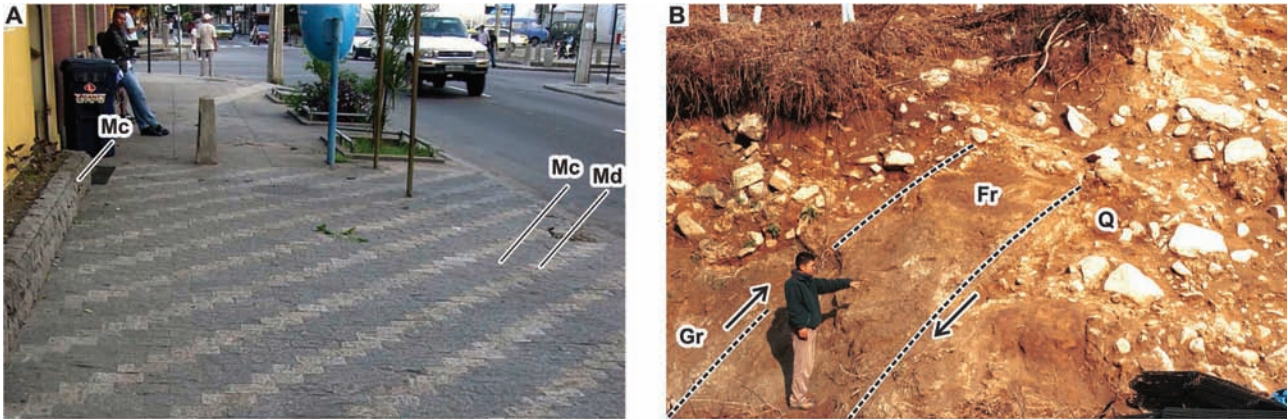


Figura 16 Comparação da firmeza mecânica entre os materiais constituintes de zona de cisalhamento e falha: A) Milonito da Zona de Cisalhamento de Paraíba do Sul utilizado como material de construção; B) Afloramento da falha ativa de Gosukebashi, Kobe, Japão (Motoki et al., 2007c). Mc - paramilonito, Pedra Miracema, Md - ortomilonito, Pedra Madeira, Gr - granito do Cretáceo, Fr - zona de fratura e argila da falha; Q - depósito não consolidado do Quaternário.

ao longo da zona de colisão continental do PanAfricano, sugerindo que as cicatrizes no manto litosférico foram preservadas e essas foram reativadas (Figura 17B). As falhas normais que se observam na superfície são neoformadas, sendo reflexos do tectonismo de distensão do manto à crosta. Consequentemente, os que se reativaram foram as estruturas presentes no manto litosférico, e não, do embasamento da crosta continental. Esta idéia fornece uma explicação racional para a configuração subparalela em direção (*strike*) entre as estruturas do embasamento e as falhas normais do Cenozoico e para a discordância entre essas na inclinação (*dip*).

A partir do modelo da deriva continental (Wegener, 1912, Die Verschiebung der Kontinente,

citado por Wegener, 1929) para a tectônica de placas (Le Pichon, 1968), houve uma importante evolução conceitual: O protagonista dos tectonismos é o manto litosférico, e não, a crosta. Os fenômenos que ocorre na crosta são reflexos dos tectonismos do manto litosférico. Deseja-se que esta idéia seja introduzida aos estudos morfo-tectônicos regionais.

8 Conclusões

As análises geomorfológicas do Platô de Teresópolis, a escarpa da Serra do Mar e as áreas adjacentes, RJ, com o auxílio da técnica de *seppômen* e dados topográficos de ASTER GDEM apresentam as seguintes conclusões:

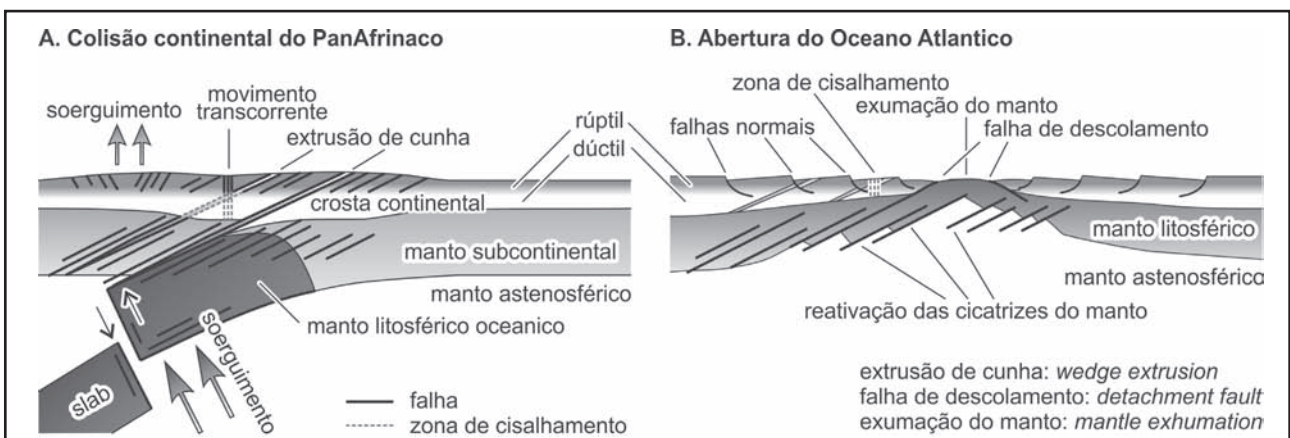


Figura 17 Ilustração esquemática explicativa da reativação das cicatrizes antigas do manto litosférico: A) Formação das falhas e fraturas durante a o evento de colisão continental do PanAfricano; B) Abertura do Oceano Atlântico no Cretáceo a Eocenoico com o afinamento da crosta continental e da litosfera. O modelo tectônico da colisão continental, da ilustração A, é baseado em Parkinson et al. (2000) e a exumação do manto, da ilustração B, em Zalán et al. (2011).

1. Conforme o mapa de *seppômen* da grade de 4 km de intervalo, a área estudada é dividida em três domínios geomorfológicos, a Baixada Fluminense, a escarpa da Serra do Mar e o platô de Teresópolis. De acordo com as bacias hidrográficas, a Baixada Fluminense é subdividida em subdomínios Guanabara e São João, a escarpa do Serra do Mar em Macacu e Sana, o platô de Teresópolis em rio Negro, rio Paquequer, rio Grande e rio Macabu.
2. A Baixada Fluminense é constituída pelas áreas de depósitos aluvionares, com altitudes inferiores a 50 m, e das áreas de morros baixos do embasamento metamórfico com o topo nivelado. O limite entre os dois é brusco e linear, sugerindo existência de falhas e grabens pequenos. Os topos dos morros formam uma superfície de *seppômen* com altitude aproximada de 100 m. A profundidade do embasamento na área dos depósitos aluvionares é em torno de 50 m. Portanto o desnível das falhas é em ordem de 150 m.
3. A escarpa da Serra do Mar no subdomínio Macacu é morfologicamente expressiva e de alto angulo, sendo considerada como uma escarpa de falha (*fault scarp*). Os mapas de *seppômen* das grades de 4 km e 2 km apresentam que o topo da escarpa está na altitude aproximada de 1,300 m. A diferença com o *seppômen* da Baixada Fluminense é 1,200 m, que corresponde ao desnível do movimento da falha normal. A escarpa tem direção de N75°E e é dividida em segmentos curtos de 15 a 30 km de comprimento. Por outro lado, no Subdomínio Sana, a morfologia da escarpa é ambígua e de baixo angulo, apresentando uma morfologia escalonar.
4. O platô de Teresópolis tem inclinação geral à nortenoroste, com o angulo médio de 0,9°, desde o topo da Serra do Mar até o rio Paraíba do Sul, demonstrando aspectos de um bloco inclinado de falha (*tilted fault block*). Ao longo do rio Paraíba do Sul, ocorre uma faixa de 20 km de largura com leve depressão morfológica linear com profundidade relativa de 300 m, sugerindo existência de um graben raso.
5. Ocorrem três alinhamentos de saliências morfológicas com altura relativa máxima de 900 m sobre o Platô de Teresópolis, chamados de Itaipava, Serra dos Órgãos e Lumiar. Os

histogramas de distribuição altimétrica das superfícies de *seppômen* indicam que as saliências morfológicas têm características de erosão avançada, sem grande influências de tectonismos recentes. Desta forma, essas são interpretadas como inselbergs remanescentes que existiam deste a época antes do movimento da falha da escarpa do Serra do Mar.

6. As falhas normais e os sistemas de fraturas do Cenozoico da área estudada frequentemente discordantes com as estruturas do embasamento da crosta continental, que é desfavorável ao modelo de reativação. Este fenômeno pode ser explicado pelo modelo de reativação das estruturas presentes no manto litosférico, e não, na crosta continental. As estruturas da crosta observadas por trabalhos de campo são os reflexos do tectonismo do manto litosférico.

9 Agradecimentos

O presente trabalho utilizou os recursos da informática instalados na UERJ, que foram obtidos através do financiamento da FAPERJ (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro, Carlos Chagas Filho), o processo E26/110.778/2009, e da PETROBRAS, “Monitoramento ambiental de parametros do COMPERJ”. Os autores são gratos a essas instituições.

10 Referências

- Almeida, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim de Instituto de Geológica e Geofísica*, São Paulo, 14: 169-263.
- Almeida, F.F.M. 1967a. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *DNPM/DGM*, Rio de Janeiro, *Boletim* 241: 36p.
- Almeida, F.F.M. 1967b. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Ansis da Academia Brasileira de Ciências*, São Paulo, 48:15-26.
- Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (2): 135-150.
- Brotzu, P.; Beccaluva, L.; Conte, A.; Fonseca, M.; Garbarino, C.; Gomes, C.B.; Leong, R.; Macciotta, G.; Mansur, R.L.; Melluso, L.; Morbidelli, L.; Ruberti, E.; Sigolo, J.B.; Traversa, G. & Valença, J.G. 1989. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. *Geochimica Brasiliensis*, 3: 63-80.
- Brotzu, P.; Gomes, C. B.; Melluso, L.; Morbidelli, L.; Morra, V. & Ruberti, E. 1997. Petrogenesis of coexisting SiO₂-undersaturated to SiO₂-oversaturated felsic igneous rocks: the alkaline complex of Itaitaia, southern eastern

- Brazil. *Lithos*, 40 : 133-156.
- Brotzu, P.; Melluso, L.; Bennio, L.; Gomes, C.B.; Lustrino, M.; Morbidelli, L.; Morra, V.; Ruberti, E.; Tassinari, C. & D'Antonio, M. 2007. Petrogenesis of the Early Cenozoic potassic alkaline complex of Morro de São João, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 24, 93-115.
- Campanha, G.A.C.; Ens, H.H. & Ponçano, W. 1994. Análise morfotectônica do planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. *Revista Brasileira de Geociências*, 24 (1): 32-42.
- Couto, E.V.; Froles, E.; Sordi, M.V.; Marques A.J. & Camolezi, B.A. 2012. Seppômen maps for geomorphic developments analysis: the case of Paraná plateau border, Faxinal, State of Paraná, Brazil. *Acta Scientiarum. Technology*, Maringá, 34 (1): 71-78.
- Deffontaines, B.; Lee, J.C.; Angelier, J., Varvalho, J. & Rudant, J.P. 1994. New geomorphic data on the active Taiwan orogen: A multisource approach. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B10): 20243-2066.
- Derby, O.A. 1897. On nepheline-rocks in Brazil - part II. The Tinguá Mass. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 47: 251-265.
- Ferhat, G.; Feigl, K.L.; Ritz, J.F. & Souriau., A. 1998. Geodetic measurement of tectonic deformation in the southern Alps and Provence, France, 1947-1994. *Earth and Planetary Science Letters*, 159 (1-2): 35-46.
- Ferrari, A.L. 2001. *Evolução Tectônica do Graben da Guanabara*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 412p. (inédito)
- Ferrari, A.L.; Dupuy, S.S. & Brenner, T.L. 1977. Ocorrência de rocha alcalina no município de Piraí, RJ, e sua relação com o lineamento de Além Paraíba (nota preliminar). *Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro*. 1: 114-121.
- Hartwig, M.E. & Riccomini, C. 2009. Padrão de fraturas da região da Serra dos Órgãos (RJ) e sua relação com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 39 (3): 452-464.
- Heilbron, M., & Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil). *Precambrian Research*, 125: 87-112.
- Huzita, K. & Kasama, T. 1977. Kobe oyobi rinsetsu chiiiki chisitu-zu, 1/50,000 (Geologic map of Kobe and the adjacent area, 1/50.000), Edition 3. *Geologic Map*. Secretary of Planning, Municipal district of Kobe, Japan.
- Kühni, A. & Pfiffner, O.A. 2001. The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM, *Geomorphology*, 41 (4): 285-307.
- Le Pichon, X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73 (12): 3661-3697.
- Malengreau, B.; Lénat, J.F. & Froger, J.L. 1999. Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88 (3): 131-146.
- Marino, I.K. 2011. *Caracterização do Registro Sedimentar Quaternário da Baía de Guanabara*. Monografia de Graduação, Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, Niterói, 83p.
- Martin, R. 1996. Paleogeomorphology and its Application to Exploration for Oil and Gas (With Examples From Western Canada). *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 50: 1966.
- Mohoriak, W. 2003. *Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira*. Capítulo 3, In: BIZZLI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, Brasília: 87-165.
- Motoki, A. & Sichel, S.E. 2008. Hydraulic fracturing as a possible mechanism of dyke-sill transitions and horizontal discordant intrusions in trachytic tabular bodies of Arraial do Cabo, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geofísica Internacional*, Mexico City, 47 (1): 13-25.
- Motoki, A.; Zucco, L.L.; Sichel, S.E.; Aires, J.R. & Petrakis, G.H. 2006. Development of the technique for digital colour specification and the new nomenclatures of ornamental rock based on the measured colours. *Geociências*, Rio Claro, 25 (4): 403-415.
- Motoki, A.; Soares, R.; Netto, A.M.; Sichel, S.E.; Aires, J.R. & Lobato, M. 2007a. Genetic reconsideration of the Nova Iguaçu Volcano model, State of Rio de Janeiro, Brazil: eruptive origin or subvolcanic intrusion? *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 60 (4): 583-592.
- Motoki, A.; Petrakis, G.H.; Soares, R.; Sichel, S.E. & Aires, J.R. 2007b. New method of semi-automatic modal analyses for phenocrysts of porphyritic rocks based on quantitative digital colour specification technique. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 60 (1): 13-20.
- Motoki, A.; Soares, R.; Netto, A.M.; Sichel, S.E.; Aires, J.R. & Lobato, M. 2007c. Geologic occurrence shape of pyroclastic rock dykes in the Dona Eugênia River Valley, Municipal Park of Nova Iguaçu, Rio de Janeiro. *Geociências*, Rio Claro, 26 (1): 67-82.
- Motoki, A.; Petrakis, G.H.; Sichel, S.E.; Cardoso, C.E.; Melo, R.C.; Soares, R.S. & Motoki, K.F. 2008a. Landform origin of the Mendanha Massif, State of Rio de Janeiro, Brazil, based on the geomorphological analyses by summit level map technique. *Geociências*, Rio Claro, 27 (1): 99-115.
- Motoki, A.; Sichel, S.E.; Soares, R.S.; Neves, J.L.P. & Aires, J.R. 2008b. Geological, lithological, and petrographical characteristics of the Itaúna Alkaline Intrusive Complex, São Gonçalo, State of Rio de Janeiro, Brazil, with special attention of its emplacement mode. *Geociências*, Rio Claro, 27 (1): 33-44.
- Motoki, A.; Sichel, S.E.; Soares, R.S.; Aires, J.R.; Savi, D.C.; Petrakis, G.H. & Motoki, K.F. 2008c. Vent-filling pyroclastic rocks of the Mendanha, the Itaúna, and the Cabo Frio Island, State of Rio de Janeiro, Brazil, and their formation process based of the conduit implosion model. *Geociências*, Rio Claro, 27 (3): 451-467.
- Motoki, A.; Sichel, S.E.; Campos, T.F.C.; Srivastava, N.K. & Soares, R.S. 2009a. Present-day uplift rate of the Saint Peter and Saint Paul Islets, Equatorial Atlantic Ocean. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 62 (3): 331-342.
- Motoki, A.; Sichel, S.E. & Petrakis, G.H. 2009b. Genesis of the tabular xenoliths along contact plane of the mafic dykes of cabo frio area, state of Rio de Janeiro, Brazil: Thermal delamination or hydraulic shear fracturing? *Geociências*, Rio Claro, 28 (1): 15-26.
- Motoki, A.; Sichel, S.E.; Vargas, T.; Aires, J.R.; Iwanuch, W.; Mello, S.L.M.; Motoki, K.F.; Silva, S.; Balmant, A. & Gonçalves, J. 2010. Geochemical evolution of the felsic alkaline rocks of Tanguá, Rio Bonito, and Itaúna intrusive bodies, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geociências*, Rio Claro, 29 (3): 291-310.
- Motoki, A.; Vargas, T.; Iwanuch, W.; Sichel, S.E.; Balmant, A. & Aires, J.R. 2011. Tectonic breccia of the Cabo Frio

- area, State of Rio de Janeiro, Brazil, intruded by Early Cretaceous mafic dyke: Evidence of the Pan-African brittle tectonism? *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 64 (1): 5-36.
- Motoki, A.; Campos, T.F.C.; Fonseca, V.P. & Motoki, K.F. 2012a. Subvolcanic neck of Cabugi Peak, State of Rio Grande do Norte, Brazil, and origin of its landform. *Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 65(2): 195-206.
- Motoki, A.; Vargas, T.; Iwanuch, W.; Melo, D.P.; Sichel, S.E.; Balmant, A.; Aires, J.R. & Motoki, K.F. 2012b. Terremoto fóssil evidenciado pela brecha tectônica silicificada da área de Cabo Frio, RJ, e sua relação com a gênese do movimento intermitente da falha e o hidrotermalismo amagmático associado. *Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro*, 35-2, 124-139. (nesta edição)
- Motoki, A.; Geraldies, M.C.; Iwanuch, W.; Vargas, T.; Motoki, K.F.; Balmant, A. & Ramos, M.N. 2012c. Pyroclastic dyke and welded crystal tuff of the Morro dos Gatos alkaline intrusive complex, State of Rio de Janeiro, Brazil. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 65 (1): 35-45.
- Okuma, S.; Stotter, C.; Supper, R.; Nakatsuka, T.; Furukawa, R. & Motschka, K. 2009. Aeromagnetic constraints on the subsurface structure of Stromboli Volcano, Aeolian Islands, Italy. *Tectonophysics*, 478 (1-2): 19-33.
- Parkinson, C.D.; Liou, J.G. & Katayama, I. 2000. *Introduction and definitions*. In: PARKINSON, C.D, KATAYAMA, I., LIOU, J.G., MARUYAMA, S. (Eds.) The diamond-bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan. Universal Academy Press Inc. Tokyo: 2-6.
- Petrakis, G.H.; Motoki, A.; Sichel, S.E.; Zucco, L.L.; Aires, J.R. & Mello S.L.M. 2010. Ore geology of special quality gravel and artificial sand: examples of alkaline syenite of Nova Iguaçu, State of Rio de Janeiro, and rhyolite of Nova Prata, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Geociências*, Rio Claro, 29 (1): 21-32.
- Riccomini, C. 1995. Padrão de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (2): 79-84.
- Riccomini, C.; Peloggia, A.U.G.; Saloni, J.C.L.; Kohnke, M.W. & Figueira, R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 191-197.
- Riccomini, C.; Sant'Anna, L.G. & Ferrari, A.L. 2004. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO-NEVES, B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Editora Beca, p. 385-405.
- Riis, F. 1996. Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. *Global and Planetary Change*, 12 (1-4): 331-357.
- Rust, D.; Behncke, B.; Neri, M. & Ciocanel, A. 2005. Nested zones of instability in the Mount Etna volcanic edifice, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144 (1-4): 137-153.
- Sato, H. & Raim. R. 2004. Landform analysis using summit level and streamline surface in Abukuma mountains. *Transactions of Japanese Geomorphological Union*, 23 (3): 480-481.
- Schmitt, R.S.; Trouw, R.A.J.; Van Schmus W.R. & Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133: 29-61.
- Sichel, S.E.; Motoki, A.; Savi, D.C., & Soares, R.S. 2008. Subvolcanic vent-filling welded tuff breccia of the Cabo Frio Island, State of Rio de Janeiro, Brazil. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 61 (4): 423-432.
- Sichel, S.E.; Motoki, A.; Iwanuch, W.; Vargas, T.; Aires, J.R.; Melo, D.P.; Motoki, K.F.; Balmant, A. & Rodrigues, J.G. 2012. Cristalização fracionada e assimilação da crosta continental pelos magmas de rochas alcalinas félsicas do Estado do Rio de Janeiro. *Anuário do Instituto de Geociências*, 35(2): 84-104
- Silva, L.C.; Santos, R.A.; Delgado, I.M. & Cuha, H.C.S. 2000. *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:250.000*. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Rio de Janeiro.
- Silva, S.M. 2010. *Interpretação morfológica baseada nas técnicas de seppômen e sekkokumen dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, 122p. (inédito).
- Silva, T.M. 2002. *A Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 265 p. (inédito)
- Trouw R.A.; Heilbron M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Valeriano, C.; Almeida, J.H.; Tupinambá, M. & Andreis, R. 2000. The Central Segment of the Ribeira belt. In: U.G. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMÁZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 297-310.
- Valeriano, C.M.; Tupinambá, M.; Simonetti, A.; Heilbron, M.; Almeida, J.C.H. & Eirado, L.G. 2011. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasileiro magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 416-428.
- Vilardo, G.; De Natale, G.; Milano, G. & Coppa, U. 1996. The seismicity of Mt. Vesuvius. *Tectonophysics*, 261 (1-3): 127-138.
- Wegener, A. 1929. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 4ª Edição. Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig, 221p.
- Zalán, P.V.; Severino, M.C.G.; Rigoti, C.A.; Magnavita, L.P. & Bach, J.A. 2011. An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin - Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. *American Association of Petroleum Geology, Annual Convention and Exhibition*, Houston, 12p.
- Zalán, P.V. & Oliveira, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências, Petrobras*, Rio de Janeiro, 13 (2): 269-300.